

CAMBIOS DE LA PRECIPITACIÓN EN SUDAMÉRICA SIMULADOS POR LOS MODELOS PMIP3/CMIP5 EN LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO Y EL CLIMA PRESENTE

Leandro Baltasar Díaz¹, Carolina Susana Vera¹
ldiaz@cima.fcen.uba.ar

¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), DCAO/FCEyN, UMI-IFAECI
CNRS-CONICET-UBA, Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

Las evidencias paleoclimáticas muestran que las regiones del Altiplano boliviano y los Andes subtropicales han presentado una gran variabilidad climática durante los últimos 500 años. Ambas regiones presentaron un período húmedo durante el siglo XVII, dentro del período paleoclimático conocido como Pequeña Edad de Hielo (PEH), y un período seco durante el período globalmente cálido de la segunda parte del Siglo XX (CSXX). En este trabajo, se presenta una evaluación de la habilidad de las simulaciones del conjunto PMIP3/CMIP5 en representar las precipitaciones registradas en ambas regiones y períodos, así como la circulación de gran escala asociada. Se encontró que los cambios simulados en la precipitación no coinciden con los registrados paleoclimáticamente en los dos períodos considerados, excepto para el caso de CSXX en los Andes Subtropicales. Sin embargo, los modelos logran representar cambios en la circulación de gran escala que son consistentes con los cambios de precipitación observados. Para el caso del Altiplano, los veranos más húmedos (secos) en PEH (CSXX) se relacionan con un flujo zonal del este más intenso (débil) en niveles altos. En los Andes Subtropicales, los inviernos más húmedos (secos) en PEH (CSXX) se corresponden con un flujo más (menos) intenso del oeste en la tropósfera baja.

ABSTRACT

Paleoclimatic evidences show a high degree of climatic variability during the last 500 years in the Bolivian Altiplano and the subtropical Andes. In Both regions, it was detected a humid period during the 17th century within the paleoclimatic period known as Little Ice Age (PEH), and a dry period during the globally warm period in the second part of the 20th century (CSXX). In this study, it is assessed the ability of the PMIP3/CMIP5 simulations to represent the rainfall in both regions and periods, as well as the associated large scale circulation. It was found that simulated rainfall changes disagree with paleoclimatic records in the two periods considered, except for the CSXX in the Subtropical Andes. However, the models are able to represent large scale circulation changes which are consistent with observed precipitation changes. For the Altiplano, more humid (dry) summers in PEH (CSXX) are related with a stronger (weaker) upper-level eastward zonal flow. For the Subtropical Andes, more humid (dry) winters in PEH (CSXX) are associated with a stronger (weaker) westward zonal flow in the low troposphere.

Palabras clave: Cambios paleoclimáticos, pequeña edad de hielo, clima presente

1) INTRODUCCIÓN

Los recientes cambios observados en el clima abren interrogantes científicos acerca de cómo son esos cambios en comparación con aquellos ocurridos en períodos anteriores, así como qué mecanismos físicos los explican. Este conocimiento más profundo del clima presente y pasado, provee bases más firmes para poder proyectar con menor incertidumbre cómo va a continuar el clima en el futuro. Las evidencias paleoclimáticas en Sudamérica muestran regiones con gran variabilidad climática durante los últimos 500 años (Moy y otros, 2009). Entre esas regiones se pueden destacar la región del Altiplano y la de los Andes subtropicales.

El Altiplano sudamericano es una meseta de niveles altos (aproximadamente 3800 m) ubicada en los Andes entre 15°S y 21°S. La precipitación allí se da en su mayoría en la estación de verano asociada a convección húmeda profunda, formando parte del sistema conocido como Monzón Sudamericano (Vera y otros, 2006). Se ha encontrado que la variabilidad interanual de precipitación en la región está fuertemente ligada al viento zonal en niveles altos (200 hPa), de manera que un flujo medio estacional del este se corresponde con una precipitación mayor a lo normal mientras que un flujo medio estacional del oeste se corresponde con una precipitación menor a lo normal (ej. Garreaud y Aceituno, 2001; Minvielle y Garreaud, 2011).

La región de los Andes subtropicales se ubica en el centro de Chile alrededor de 33°S. La precipitación en esta zona se concentra principalmente en los meses de invierno, y se relaciona con la actividad de frentes fríos y vaguadas de altura asociados con sistemas de bajas presiones migratorias que se desarrollan en la vecindad del flujo de los oestes en latitudes medias (Garreaud y otros, 2008). La frontera entre la región bajo la influencia de la Celda de Hadley y aquella bajo la influencia de los oestes migra estacionalmente desde alrededor de 28°S en invierno a 35°S en verano. Este proceso explica que en la región de los Andes subtropicales los veranos sean secos y los inviernos sean húmedos (Montecinos y otros, 2000). Montecinos y Aceituno (2003) encontraron que en el invierno existe una correlación significativa entre la actividad del patrón principal de variabilidad interanual de la precipitación en esa región y el viento zonal en la tropósfera baja y media de los subtrópicos (25°S-35°S). Es decir, una intensificación de los oestes en el lado de la cortante ciclónica del jet subtropical (ubicado en 27°S en promedio) se relaciona con inviernos húmedos en los Andes subtropicales.

En el último milenio, las evidencias paleoclimáticas permiten reconocer un período global frío conocido como la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Este período se extiende aproximadamente entre 1570 y 1900 en el Hemisferio Norte (Matthews y Briffa, 2005). La combinación de distintos tipos de proxies de temperatura continental muestra la existencia de este período frío en otras regiones del planeta, entre ellas Sudamérica, aunque no coincide su extensión temporal en todos los casos (Pages 2k, 2013). En relación a cambios en la precipitación durante la PEH, Liu y otros (2005) identificaron, a partir del polen obtenido de testigos de hielo en el nevado Sajama, un período anormalmente húmedo en el Altiplano durante el Siglo XVII. Estos resultados fueron confirmados por Morales y otros (2012), quienes consideraron el ancho de los anillos del árbol *Polylepis tarapacana* como proxy. Por otra parte, Le Quesne y otros (2009) encontraron un período anormalmente húmedo en la segunda parte del Siglo XVII en los Andes subtropicales, a partir del ancho de los anillos del árbol *Austrocedrus chilensis*. Es decir, existen evidencias que las dos regiones de estudio presentaron precipitaciones por encima de lo normal durante el siglo XVII, donde se ubica el mínimo de temperaturas dentro de la PEH.

En contraste con la PEH, el Siglo XX (CSXX) se ha destacado por exhibir tendencias de temperatura positivas en la mayor parte del mundo (Hartmann y otros, 2013). En especial, las temperaturas medias globales de los últimos 30 o 50 años son tales que superan a las de cualquier período de igual duración durante los últimos 800 años (Masson-Delmotte y otros, 2013). Durante este período, se han identificado cambios importantes en la precipitación tanto en el Altiplano como en los Andes subtropicales, dado que en ambos casos los registros instrumentales de este período muestran en promedio precipitaciones por debajo de lo normal (Le Quesne y otros, 2009; Morales y otros, 2012).

A pesar del impacto que producen los cambios en la precipitación en las dos regiones, todavía no se ha esclarecido completamente cuáles son los mecanismos físicos que explicarían los cambios pasados. Las simulaciones del clima para el último milenio por parte de los modelos correspondientes a la quinta fase del Proyecto de Inter-comparación de Modelos Acoplados (CMIP5, Taylor y otros, 2012) y a la tercera fase del proyecto de Inter-comparación de Modelos Paleoclimáticos (PMIP3, Braconnot y otros, 2012), proveen una buena oportunidad para estudiar

los cambios en la circulación atmosférica que pueden explicar esos cambios. En consecuencia, el objetivo de este trabajo es evaluar en estas simulaciones los cambios de la precipitación en la región de los Andes subtropicales y la del Altiplano registrados por los proxies paleoclimáticos durante la PEH y el CSXX, y explorar los mecanismos que los explicarían.

2) DATOS Y METODOLOGÍA

Para estudiar los cambios en el clima de Sudamérica durante los períodos previamente señalados, se consideraron tres experimentos del conjunto correspondiente al PMIP3/CMIP5: la simulación pre-industrial (PI), que no considera ningún tipo de forzante externo; la simulación "Historical" (H), que abarca desde 1850 a 2005 y está forzada por fuentes naturales (actividad volcánica, cambios en la radiación solar, etc.) y por fuentes antropogénicas (cambios en la concentración de los gases de efecto invernadero); y la simulación "Last Millenium" (past1000) que abarca el período desde 850 a 1850, obtenida de considerar los forzantes naturales que actuaron durante ese período. Los forzantes de esta última simulación incluyen cambios en la órbita terrestre, en la irradianza solar, en la actividad volcánica, en el uso y la cobertura del suelo y en los gases de efecto de invernadero. Para representar esos forzantes, los grupos de modelado utilizaron distintas reconstrucciones que se detallan en Schmidt y otros (2011; 2012).

En este trabajo, se consideraron 4 modelos que contaban con estos tres experimentos. Los mismos tienen distintas resoluciones y diferente cantidad de miembros por ensamble (Tabla I)¹. Para los modelos y simulaciones con más de un miembro, se consideró la media del ensamble multi-miembro como representativa de cada modelo. Además, para cada experimento, se computó el ensamble multi-modelo (MEM) a partir de las medias multi-miembro para aquellos modelos con más de un miembro, y de las simulaciones individuales para aquellos modelos con un solo miembro disponible. La simulación PI fue considerada como el experimento control, promediándose 75 años de dicho experimento para caracterizar el clima correspondiente. Luego, se evaluaron las diferencias de los otros experimentos con respecto a la PI, de manera similar a lo realizado, por ejemplo, en Rojas y otros (2009) para estudiar el clima en otros períodos paleoclimáticos.

Modelo	Resolución	Cantidad de miembros por simulación		
		piControl	past1000 (850-1850)	Historical (1850-2005)
BCC-CSM1.1 (BCC)	≈2,81X2,81	1	1	3
CCSM4	≈0,94X1,25	3	1	6
IPSL-CM5A-LR (IPSL)	≈1,88X3,75	1	1	6
MPI-ESM-P (MPI)	≈1,88X 1,88	1	1	2

Tabla I: Modelos utilizados para el análisis.

Para escoger los períodos que caracterizarían a la PEH y al CSXX, se analizó primero la evolución temporal del promedio global de la temperatura para las simulaciones (Figuras 1a y 1b). Todos los modelos logran representar la PEH, teniendo su período frío más intenso en el siglo XVII (Figura 1a). Dado que los registros paleoclimáticos de la precipitación en las dos regiones de estudio (no mostrados, Le Quesne y otros, 2009; Morales y otros, 2012) presentan en la segunda parte de ese siglo el período más húmedo, se escogió el período 1650-1699 como representativo del período PEH. Asimismo, todos los modelos en su simulación H muestran una tendencia creciente de temperatura (Figuras 1b). Por ello, y teniendo en cuenta que los registros observacionales también muestran una tendencia negativa de precipitación en ambas regiones (Hartmann y otros, 2013), se escogió el período 1951-2000 como representativo del período CSXX.

¹ Los forzantes considerados para cada modelo se pueden consultar en https://wiki.lsce.ipsl.fr/pmip3/lib/exe/fetch.php/pmip3:database:poster_egu2013_peterschmitt-et-al_pmip3-db_v1.pdf

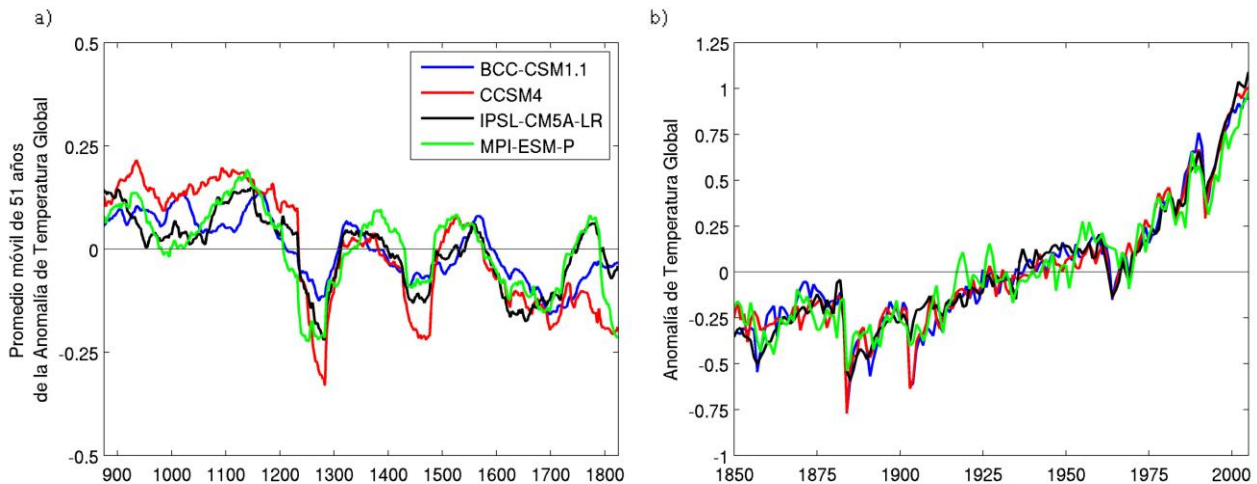


Figura 1: (a) Promedio móvil de 51 años de la anomalía de temperatura promediada globalmente para cada modelo para la simulación past1000 (b) Anomalía de la temperatura promediada globalmente para cada modelo para la simulación H. En ambos casos, la anomalía es con respecto a la media para toda la simulación.

Se consideraron las medias estacionales de Diciembre-Enero-Febrero (DEF), para representar el verano austral, y de Junio-Julio-Agosto (JJA), para el invierno austral. Para estudiar los cambios en el Altiplano, se consideró la media de DEF, ya que en esa época es donde la región recibe la mayor cantidad de precipitación, mientras que se utilizó la media de JJA para evaluar los cambios ocurridos los Andes Subtropicales.

3) CAMBIOS SIMULADOS PARA LA TEMPERATURA Y LA PRECIPITACIÓN

En primer lugar, se evaluó si los modelos eran capaces de representar las características térmicas en Sudamérica, de los períodos PEH y CSXX, anormalmente fríos y cálidos respectivamente, en concordancia con los registros paleoclimáticos e instrumentales (Pages 2k, 2013). En la temperatura media anual del MEM en PI (Figura 2a), se identifican las principales características esperadas del clima de Sudamérica: un marcado gradiente norte-sur en latitudes medias; características más homogéneas en las zonas tropicales, salvo en la región de los Andes; un contraste entre las temperaturas más cálidas de la costa este y las más frías de la costa oeste. Los cambios de temperatura entre los dos períodos considerados y el experimento control (Figura 2b y 2c) muestran que en PEH, los distintos modelos coinciden en mostrar temperaturas más frías que PI en casi todo el continente. Por otra parte, en CSXX, los modelos muestran consistentemente temperaturas más cálidas que PI para todo el continente. Este comportamiento coincide con lo evidenciado por distintos registros paleoclimáticos en el continente durante la PEH (Moy y otros, 2009) y por los registros observacionales instrumentales en el siglo XX (ej. Hartmann y otros, 2013).

En segundo lugar, se evaluó si los modelos eran capaces también de representar los cambios en la precipitación en las zonas de interés. El MEM logra representar un patrón espacial razonable de la precipitación en PI. Durante el verano (Figura 3a), se pueden observar los máximos de precipitación en la zona tropical asociados al Monzón de Sudamérica, a la Zona de Convergencia del Atlántico Sur y a la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), mientras que existe otro máximo en la zona extratropical, al Sur de Chile. Durante el invierno (Figura 3d), la precipitación tropical sólo se ubica al norte de Sudamérica, asociada a la migración de la ITCZ a esas latitudes, mientras que la precipitación extratropical tiene un máximo al sur y centro de Chile asociada con el pasaje de frentes por esa región (Garreaud y otros, 2008). Los cambios simulados por el MEM en la precipitación de verano muestran en el Altiplano precipitaciones por debajo de la simulación control en PEH (Figura 3b) y por encima en CSXX (Figura 3c). Este comportamiento es el contrario al que muestran los registros observacionales (Morales y otros, 2012). No obstante, no todos los modelos

presentan el mismo signo de cambio. En el caso de los Andes Subtropicales, el MEM representa precipitaciones por encima de la simulación control en PEH (Figura 3e) y por debajo en CSXX (Figura 3f), en concordancia con los registros observacionales. Sin embargo, el acuerdo entre modelos es relativamente bajo, siendo algo más alto para CSXX.

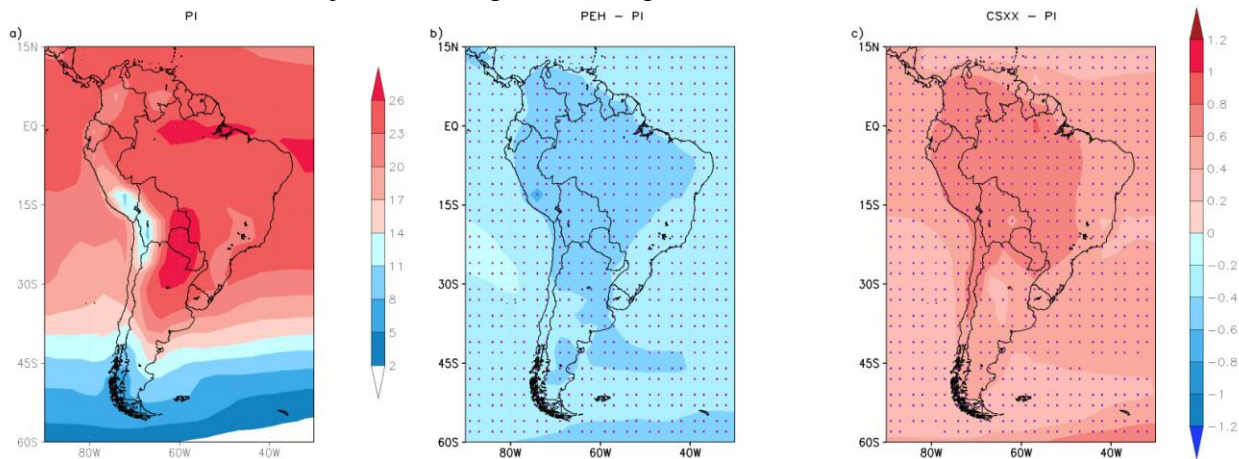


Figura 2: Temperatura media anual para la simulación PI para el MEM (a). Diferencia entre el período PEH y PI (b), y entre el período CSXX y PI (c). Los puntos indican que todos los modelos muestran el mismo signo de cambio.

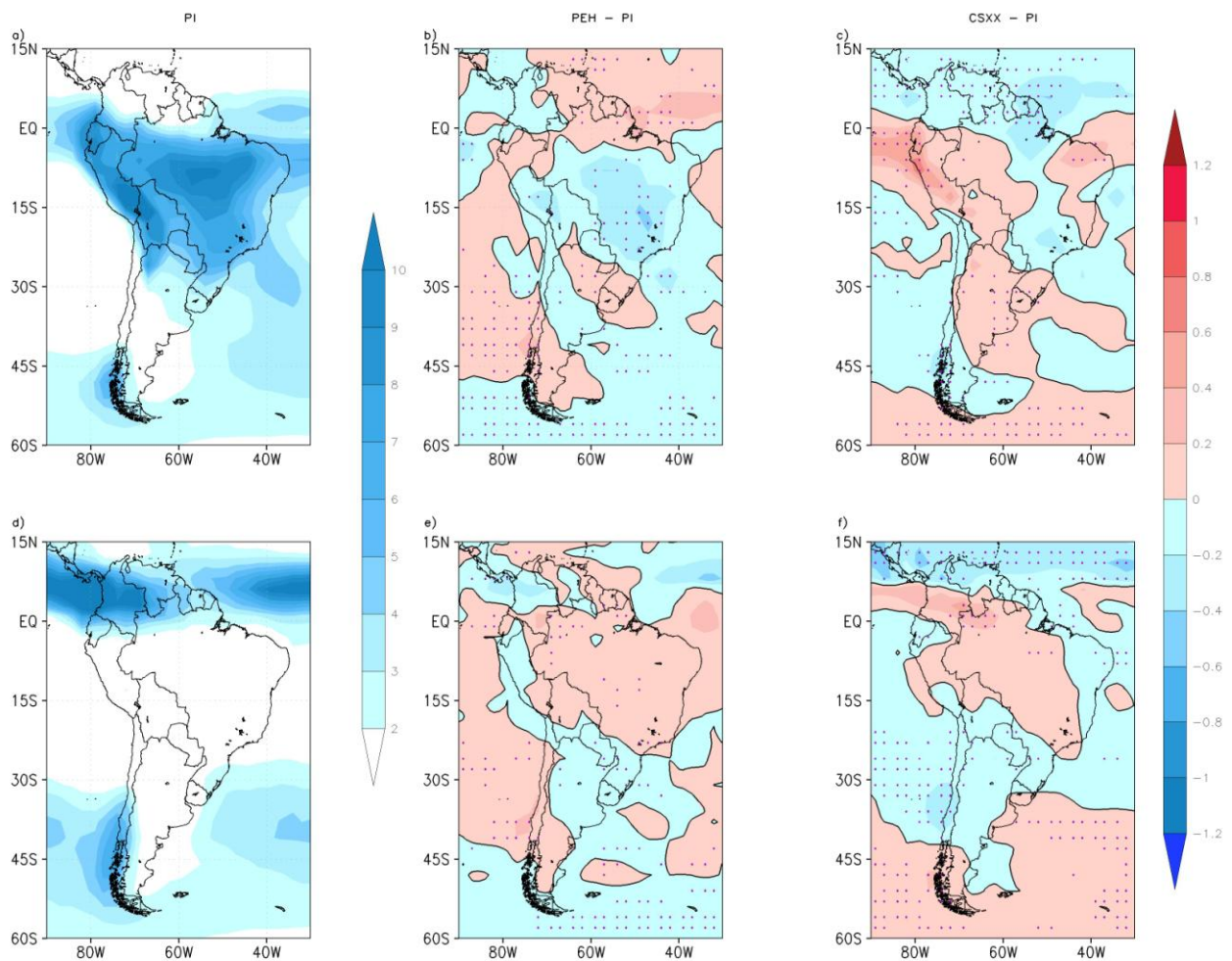


Figura 3: Precipitación media en DEF para la simulación PI para el MEM (a). Diferencia entre el período PEH y PI (b), y entre el período CSXX y PI (c). Los puntos indican que todos los modelos muestran el mismo signo de cambio. (d), (e) y (f) equivalentes a (a), (b) y (c) para JJA.

Las discrepancias encontradas en el MEM en representar los cambios en la precipitación podrían deberse a que los modelos climáticos tienen problemas para representar correctamente la precipitación especialmente en las zonas de topografía elevada, así como también sus posibles cambios, ya que tienen una fuerte dependencia en procesos que deben ser parametrizados (ej. Flato y otros, 2013).

4) MECANISMOS RELACIONADOS CON LOS CAMBIOS DE PRECIPITACIÓN

a. ALTIPLANO BOLIVIANO

Minvielle y Garreaud (2011) mostraron que existe una correlación negativa alta entre las variaciones año a año en la precipitación estival en el Altiplano y las variaciones en el viento zonal en 200 hPa, de manera que cambios en la primera variable pueden inferirse indirectamente a partir de la segunda. Se analizaron entonces las características del viento medio zonal en 200 hPa representadas por PI y las diferencias entre los períodos considerados. En PI (Figura 4a), el MEM muestra, como es de esperar, la presencia del jet alrededor de 40°S, y una zona con vientos del este en la parte tropical de Sudamérica, que está asociada a la Alta Boliviana (Garreaud y otros, 2008). En la zona del Altiplano, la diferencia entre PEH y PI durante el verano (Figura 4b) es negativa (es decir viento anómalamente más intenso del este), lo que indicaría según Minvielle y Garreaud (2011), precipitaciones por encima de lo normal en esa región. En cambio, la diferencia entre CSXX y PI (Figura 4c) es positiva (viento anómalamente menos intenso del este), lo que inferiría precipitaciones por debajo de lo normal en el Altiplano. Los signos de los cambios de precipitación inferidos acuerdan con aquellos descritos por los registros paleoclimáticos sobre esos períodos (Morales y otros, 2012).

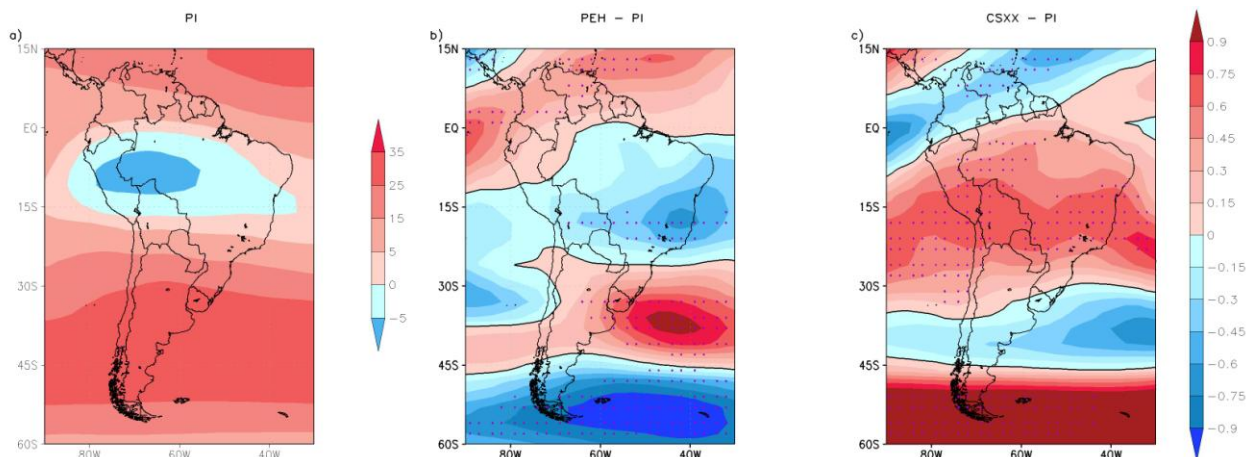


Figura 4: Viento zonal medio en 200 hPa en DEF para la simulación PI para el MEM (a). Diferencia entre el período PEH y PI (b), y entre el período CSXX y PI (c). Los puntos indican que todos los modelos muestran el mismo signo de cambio.

b. ANDES SUBTROPICALES

Para la región de los Andes Subtropicales, estudios previos mostraron la existencia de altas correlaciones entre la precipitación y el viento zonal en distintos niveles en la costa este del Pacífico (Garreaud, 2007). Durante el invierno, existe en particular, una correlación positiva (negativa) entre las variaciones año a año de la precipitación y aquellas del viento zonal en la tropósfera baja y media en la misma región subtropical (entre 40°S y 60°S). Es decir, una anomalía positiva del viento zonal en la región acompañada de una negativa hacia el sur se corresponde con precipitación por encima de lo normal, mientras que las variaciones opuestas del patrón de viento se corresponden con precipitación por debajo de lo normal (Montecinos y Aceituno, 2003). El viento zonal en 850 hPa representado por el MEM en PI (Figura 5a) muestra vientos del este en los trópicos y vientos

del oeste en latitudes medias, con un máximo alrededor de 40°S. Las diferencias de viento representadas por el MEM entre PEH y PI son positivas en los Andes subtropicales y negativas más al sur, lo que se correspondería con inviernos más húmedos de lo normal en los Andes subtropicales, de acuerdo con Montecinos y Aceituno (2003). En cambio, las diferencias de viento simuladas entre CSXX y PI, presentan el patrón opuesto, es decir debilitamiento de los oestes en los Andes subtropicales e intensificación más al sur, lo que se corresponde con inviernos más secos de lo normal. El signo de los cambios de la precipitación invernal en los Andes subtropicales indirectamente inferidos a partir de aquellos en la circulación concuerda con el resultado observacional de Le Quesne y otros (2009). El análisis de las anomalías de viento zonal en 850 hPa sobre todo el Hemisferio Sur (HS) (Figura 6) permite entender mejor las condiciones de gran escala en las que se encuentran embebidos los cambios regionales de viento antes descriptos. En PI (Figura 6a), se observa la existencia de vientos del oeste en latitudes medias, con un máximo alrededor de 40°S y vientos del este en latitudes tropicales. La Figura 6b muestra, para la diferencia entre PEH y PI, una estructura similar a la asociada con la fase negativa del Modo Anular del Sur (SAM), caracterizada por un debilitamiento (intensificación) de los oestes en las zonas polares (subtropicales). En cambio, la fase positiva del SAM, asociada con intensificación (debilitamiento) de los oestes en las zonas subpolares (subtropicales), es evidente en las diferencias de viento entre CSXX y PI. Estos resultados concuerdan con aquellos descriptos en trabajos previos, como Villalba y otros (2012), que muestran una relación entre la tendencia positiva que el SAM ha experimentado a lo largo del siglo XX y cambios climáticos en Sudamérica.

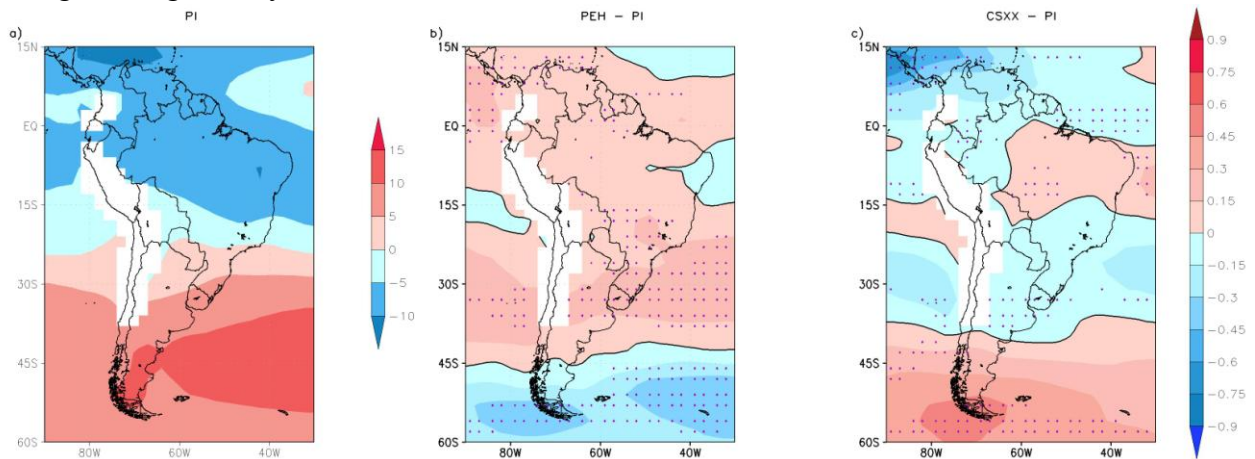


Figura 5: Viento zonal medio en 850 hPa en JJA para la simulación PI para el MEM (a). Diferencia entre el período PEH y PI (b), y entre el período CSXX y PI (c). Los puntos indican que todos los modelos muestran el mismo signo de cambio.

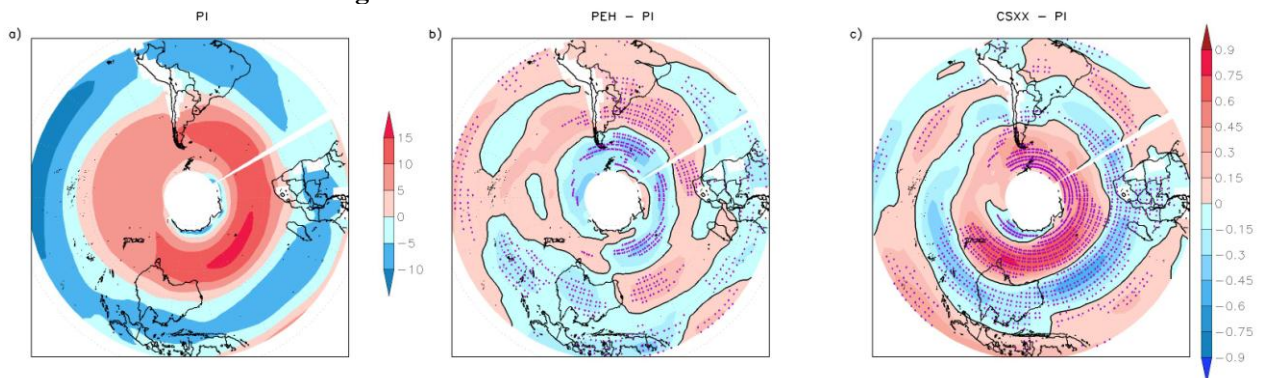


Figura 6: Viento zonal medio en 850 hPa (HS) en JJA para la simulación PI para el MEM (a). Diferencia entre el período PEH y PI (b), y entre el período CSXX y PI (c). Los puntos indican que todos los modelos muestran el mismo signo de cambio.

5) CONCLUSIONES

Este trabajo presenta una evaluación de la habilidad de las simulaciones del conjunto de modelos PMIP3/CMIP5 en representar los cambios de precipitación registrados durante las condiciones anómalamente frías que caracterizaron el PEH y durante aquellas anormalmente cálidas que caracterizaron globalmente el CSXX, en dos regiones específicas de Sudamérica: el Altiplano Boliviano y los Andes subtropicales. Para ambas regiones, existen registros paleoclimáticos que muestran la existencia de un período húmedo durante el siglo XVII en el PEH y un período seco durante el CSXX (Le Quesne y otros, 2009, para los Andes subtropicales; Morales y otros, 2012, para el Altiplano). El trabajo explora también los mecanismos físicos asociados.

Una primera evaluación mostró que si bien el MEM es capaz de representar sobre Sudamérica los cambios térmicos esperados para ambos períodos, no es capaz de representar adecuadamente los cambios en la precipitación registrados paleoclimáticamente en las dos regiones de estudio, excepto aquellos negativos observados en los Andes subtropicales en el CSXX. Se especula que estas deficiencias en las simulaciones son un reflejo de las limitaciones de los modelos en representar la precipitación regional especialmente en regiones con una topografía compleja.

Se realizó a continuación una evaluación de los cambios en condiciones específicas de la circulación atmosférica regional que, en investigaciones previas fueron identificadas como aquellas con gran correlación con las variaciones de precipitación en las dos regiones de estudio.

En el caso del Altiplano, se analizaron los cambios en el viento zonal en 200 hPa teniendo en cuenta los resultados de Minvielle y Garreaud (2011), que muestran que los mismos presentan una gran y significativa correlación negativa con los cambios en la precipitación estival en el Altiplano. El análisis de los cambios de esos vientos entre PEH y PI mostró una intensificación de los vientos del este sobre la región lo que se asocia con veranos más húmedos que lo normal. Lo opuesto se encontró en cambio en las diferencias entre CSXX y PI. Se puede entonces concluir que al menos en parte, el cambio negativo (positivo) en la precipitación de verano en el Altiplano durante el CSXX (PEH) se explica por una intensificación (debilitamiento) del flujo del oeste en niveles altos.

En los Andes Subtropicales, se analizaron los cambios en el viento zonal en 850 hPa sobre la base de lo hallado por Montecinos y Aceituno (2003), que encontraron que los inviernos más húmedos (secos) se corresponden con un flujo más (menos) intenso del oeste en la tropósfera media y baja en esa región subtropical y flujo menos (más) intenso hacia el sur. Se encontró que las diferencias de viento simuladas por el MEM entre PEH y PI reflejan aquellas asociadas con precipitaciones anómalamente más abundantes mientras que lo opuesto se encontró en las diferencias entre CSXX y PI. Se encontró además que los cambios regionales de viento entre PEH y PI (CSXX y PI) forman parte de un patrón de cambios de escala hemisférica asociado con una fase negativa (positiva) del SAM. Se concluye entonces que el cambio negativo (positivo) en la precipitación invernal en los Andes subtropicales en el SCXX (PEH) se explica al menos en parte por un debilitamiento (intensificación) del flujo del oeste en la región subtropical de la troposfera baja, inducido a su vez por cambios hemisféricos asociados con una fase negativa (positiva) del SAM.

Finalmente, cabe señalar a partir de la evaluación realizada a las simulaciones PMIP3/CMIP5 que si bien las mismas pueden tener deficiencias a escala regional, como otros trabajos previos también han mostrado, son capaces de representar las características principales de las condiciones de gran escala lo que permite, al menos en parte, explicar los cambios regionalmente observados, en este caso en la precipitación.

AGRADECIMIENTOS

Las simulaciones de los modelos fueron obtenidas a través del sitio WCRP/CMIP5 disponible en Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI), Estados Unidos. El presente trabajo fue financiado por los proyectos PIP 112-20120100626CO y UBACyT 20020130100489BA. Se agradece también al CONICET la Beca de Postgrado que permite al primer autor realizar la investigación.

REFERENCIAS

Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., y Zhao, Y., 2012: Evaluation of climate models using palaeoclimatic data, *Nature Climate Change*, 2, 417–424.

Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C. y Rummukainen, M., 2013: Evaluation of Climate Models. En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. y Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Garreaud, R. D. y Aceituno, P., 2001: Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14, 2779–2789.

Garreaud, R. D., 2007: Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *Journal of Climate*, 20, 4789–4797.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J., 2008: Present-day South American Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 180-195.

Hartmann, D. L., Klein Tank, A. M. G., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F. J., Dlugokencky, E. J., Easterling, D. R., Kaplan, A., Soden, B. J., Thorne, P. W., Wild, M. y Zhai, P. M., 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. y Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A. y Barichivich, J., 2009: Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 334-344.

Liu, K. B., Reese, C. A., y Thompson, L. G., 2005: Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr, *Quaternary Research*, 64, 272–278.

Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J.F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X. y Timmermann, A., 2013: Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. y Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Matthews, J.A. y Briffa, K.R., 2005: The ‘Little Ice Age’: reevaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 87 A (1), 17–36.

- Minvielle, M. y Garreaud, R. D., 2011:** Projecting Rainfall Changes over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 24, 4577–4583.
- Montecinos, A., Diaz, A., y Aceituno, P., 2000:** Seasonal Diagnostic and Predictability of Rainfall in Subtropical South America Based on Tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13, 746–758.
- Montecinos, A. y Aceituno, P., 2003:** Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate*, 16, 281–296.
- Morales, M. S., Christie, D. A., Villalba, R., Argollo, J., Pacajes, J., Silva, J. S., Alvarez, C. A., Llanabure, J. C., y Soliz Gamboa, C. C., 2012:** Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300 AD reconstructed by tree-rings, *Climate of the Past*, 8, 653-666.
- Moy, C.M., Moreno, P. I., Dunbar, R. B., Francois, J. P., Kaplan, M. R., Villalba, R., Haberzettl, T., 2009:** Climate change in southern South America during the last two millennia. En: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. [Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M. (eds.)] Springer Science and Business Media, (Developments in Paleoenvironmental Research Series).
- Pages 2k, 2013:** Continental-scale temperature variability during the past two millennia, *Nature Geoscience*, 6, 339–346.
- Rojas, M., Moreno, P., Kageyama, M., Crucifix, M., Hewitt, C., Abe-Ouchi, A., Ohgaito, R., Brady, E. C. y Hope, P., 2009:** The Southern Westerlies during the last glacial maximum in PMIP2 simulations. *Climate Dynamics*, 32, 525-548.
- Schmidt, G. A., Jungclaus, J. H., Ammann, C. M., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T. J., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N. A., Muscheler, R., Otto-Bliesner, B. L., Pongratz, J., Shindell, D. T., Solanki, S. K., Steinhilber, F., y Vieira, L. E. A., 2011:** Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0), *Geoscientific Model Development*, 4, 33-45.
- Schmidt, G. A., Jungclaus, J. H., Ammann, C. M., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T. J., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N. A., Muscheler, R., Otto-Bliesner, B. L., Pongratz, J., Shindell, D. T., Solanki, S. K., Steinhilber, F., y Vieira, L. E. A., 2012:** Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1.1), *Geoscientific Model Development*, 5, 185-191.
- Taylor, K., Stouffer, R. J. y Meehl, G. A., 2012:** An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485-498.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C.R., Nogues-Paegle, J., Silva Diaz, P.L. y Zhang, C., 2006:** Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19, 4977–5000.
- Villalba, R., Lara, A., Masiokas, M., Urrutia, R., Cook, E. R., Christie, D., Mundo, I. A., Boninsegna, J., Fenwick, P., Neukom, R., Allen, K., Morales, M., Araneo, D. C., Marshall, G., Srur, A., Aravena, J. C. y Palmer, J., 2012:** Unusual southern hemisphere tree growth patterns induced by changes in the southern annular mode. *Nature Geoscience*, 5, 793–798.